Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. | 8 | 291—304 | München, 15. 12. 1968

Sedimentstrukturen und Fossileinbettung in untertithonischen Kalken von Kelheim in Bayern

Von GERHARD SCHAIRER, München[1])

Mit 13 Abbildungen

Zusammenfassung

Es werden Sedimentstrukturen und Formen der Fossileinbettung aus der geschichteten Fazies des Untertithon von Kelheim beschrieben. Die Sedimente sind als „allodapische Kalke" (MEISCHNER 1964) zu bezeichnen. Große Ähnlichkeit mit diesem Vorkommen besitzen die Plattenkalke von Nusplingen (Württ.).

Summary

Sedimentary structures and modes of burial of fossils from the layered facies of the Lower Tithonian of Kelheim (E Bavaria) are described. The sediments must be defined as „allodapic limestones" (MEISCHNER 1964). Thin bedded limestones from Nusplingen (Württemberg) are very similar in facies to those of Kelheim.

Inhalt

Einleitung

Auffallend ist die große Menge Detritus, vor allem Bruchstücke organogener Hartteile, die am Aufbau der untertithonischen Schichten von Kelheim beteiligt ist. Das klastische Material ist ungleichmäßig verteilt; es ist in Lagen und Bänken angereichert. Der Wechsel von grob- und feinkörnigen Kalken und Sedimentstrukturen legen eine Deutung der Gesteine als „allodapische Kalke" (MEISCH-

[1]) Dr. GERHARD SCHAIRER, Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

NER 1964) nahe, das Fehlen von Infauna und makroskopischem Benthos läßt auf ungünstige Lebensbedingungen schließen. Der Gehalt an Detritus unterscheidet das Untertithon von Kelheim von dem des Gebietes Solnhofen-Eichstätt. Große Ähnlichkeit besteht mit den Plattenkalken von Nusplingen (Württ.), die gleiche Sedimentstrukturen aufweisen. Die Entstehungsbedingungen dürften für beide Vorkommen die gleichen gewesen sein.

Die Arbeiten werden im Rahmen des Programms „Sedimentforschung" (Solnhofener Plattenkalke) der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt. Für die finanzielle Unterstützung soll an dieser Stelle der Deutschen Forschungsgemeinschaft besonders gedankt werden. Herrn Dr. K. W. BARTHEL möchte ich für zahlreiche wertvolle Hinweise und Aussprachen sehr herzlich danken.

Gesteine

Die geschichtete Fazies des Untertithon von Kelheim besteht aus einer Wechselfolge von Bank- und Plattenkalken, in die sich gegen das Hangende „Papierschiefer" einschalten. Die Gesteine enthalten einen hohen Anteil an klastischem Material. Dieses ist ungleichmäßig verteilt, so daß fein- und grobkörnige, mikritische und sparitische Schichten wechsellagern. Es gibt reine Mikrite, vor allem in den höheren Teilen der erschlossenen Profile; meist enthalten die mikritischen Lagen aber größere oder kleinere Mengen an Detritus verschiedener Korngröße. Übergänge zu Spariten sind vorhanden. Eine Gradierung des gröberen Anteils der Gesteine ist häufiger zu beobachten. So können übereinanderliegende Platten oder Bänke aus einer Folge gradierter Lagen bestehen, dünne Platten aus einer Lage, dickere aus einer oder mehreren. Die Trennflächen zwischen den einzelnen Einheiten entsprechen ungefähr den Grenzen der gradierten Schichten. Feinschichtung, hervorgerufen durch dünne, helle, mehr oder weniger flaserige, wellige Bänder, ist häufig. Zum Teil enthalten diese gröberes Material als die umgebenden dunkleren Lagen.

Sparite sind als dünnere Lagen in Mikrite eingeschaltet oder bilden selbständige, dickere Bänke, die in plattige oder gebankte, feinkörnige Kalke eingeschaltet sind. Die Korngröße ist sehr variabel. Die Sortierung ist unterschiedlich, bei grobem Korn ist sie geringer als bei feinerem. Gradierung ist häufig, besonders in dickeren Bänken. In den sparitischen Lagen ist eine Schichtung nicht zu erkennen.

Das detritische Material nimmt an Menge und Korngröße vom Liegenden zum Hangenden der Profile ab. In den höheren Teilen der Profile finden sich nur noch vereinzelt Lagen, die überwiegend aus Detritus bestehen, meist ist das klastische Material nur lose in die einzelnen Schichten eingestreut. Der Detritus besteht vor allem aus Resten organogener Hartteile. Anorganisches Material, Intraklaste, Quarzkörner, Ooide, tritt dagegen gewöhnlich zurück. Der Durchmesser der Komponenten reicht von mehreren cm an abwärts, eine Häufung findet sich im arenitischen Bereich (0,06—4 mm). Die einzelnen Partikel sind im allgemeinen kantengerundet oder eckig. Nur weißliche, mehr oder weniger unregelmäßig geformte Knöllchen ohne oder mit undeutlicher, unregelmäßiger konzentrischer Innenstruktur, die z. T. sehr häufig sind, sind stärker gerundet.

Ooide mit deutlicher konzentrischer Anlagerung sind selten. Ein Teil der Partikel ist umkrustet von dichtem, meist strukturlosem, weißlichem Material, das dem der oben erwähnten Knöllchen ähnelt. Gelegentlich läßt sich eine feine Lamellierung parallel zur Kornoberfläche beobachten. Bewuchs mit Algen, Foraminiferen und Serpeln ist vorhanden. Größere Schalenbruchstücke können angebohrt sein.

An einzelnen Komponenten konnten unterschieden werden: Quarzkörner (meist kantengerundet); Intraklaste aus verschiedenen Gesteinen; Bruchstücke schon verfestigter Gesteine (eckig bis kantengerundet, deutlich gegen die Umgebung abgegrenzt); Ooide; Onkoide; abgerundete, weißliche Partikel meist ohne Innenstruktur; Algenbruchstücke *(Thaumatoporella, Lithocodium, Cayeuxia);* Gebilde koprogener Herkunft *(Favreina);* Foraminiferen (verschiedene agglutinierende Formen; Milioliden; häufig *Trocholina* und *Spirillina);* Schwammreste (insbesondere verschiedenartige Spicula: Styl, Protriaen, Oxycaltrop, Rhax, Sterraster; *Eusiphonella, Corynella);* Bruchstücke von Hydrozoen *(Burgundia, Actinostromaria)* und Korallen; Reste von Brachiopoden (häufig) und Bryozoen; Fragmente von Pelecypoden, Gastropoden und Ammoniten; einzelne Ostracoden; häufig Bruchstücke von Echinodermen (Seeigel, Ophiuren, Saccocomen) und Reste von Fischen.

Sedimentstrukturen

Gradierung. Gradierte Lagen sind recht häufig. Ihre Mächtigkeit schwankt im mm- bis dm-Bereich. Es lassen sich zwei Arten gradierter Folgen unterscheiden:

1. Schichten, die im wesentlichen aus Detritus bestehen und z. T. als Sparite vorliegen. Die Korngröße kann cm-Beträge erreichen, ist in den einzelnen Abfolgen aber verschieden. Die Sortierung ist um so besser, je geringer der maximale Korndurchmesser ist. Längliche Elemente wie Bruchstücke von Zweischalern sind meist mehr oder weniger horizontal eingelagert, oft kann man die Lage „gewölbt unten“ beobachten. Die Lagen setzen meist mit scharfer Untergrenze ein. Das Maximum der Korngröße liegt häufig nicht an der Basis der Bank, sondern etwas höher. Über der gradierten Schicht folgt mit mehr oder weniger scharfer Grenze überwiegend feinkörniges Material. Darüber lagern entweder feinkörnige, plattige bis gebankte Kalke, oder es folgt eine weitere gradierte Lage, gewöhnlich mit anderer Korngröße als die liegende.

2. Schichten, die im wesentlichen aus Mikrit bestehen, in dem feiner Detritus schwimmt. Sie sind im allgemeinen geringmächtig, einige mm bis wenige cm dick. Die Untergrenze ist mehr oder weniger deutlich, die Obergrenze verschwimmt. Größe und Menge der einzelnen Körner nimmt nach oben ab. Der oberste Teil der Lage enthält z. T. keinen Detritus. Längliche Bruchstücke sind meist horizontal eingelagert, oft „gewölbt unten“.

Das häufige Auftreten gradierter Lagen weist daraufhin, daß ein erheblicher Teil der Sedimente aus Suspensionsströmen oder -wolken abgesetzt wurde. Die

unterschiedliche Menge an Detritus in den einzelnen Abfolgen kann verschiedene Ursachen haben.

1. Die Suspensionsströme sind von ihrem Beginn an mit verschiedenen Mengen an klastischem Material beladen.

2. Durch Verringerung der Geschwindigkeit der Suspensionsströme fällt der Detritus nach und nach aus. Es bilden sich nach der Seite und oben feinerkörnige Gesteine (laterale und vertikale Gradierung). Letztlich können so reine Mikrite entstehen. Lange in Schwebe bleibende feinste Kalkpartikel können dazu unter günstigen Bedingungen (Kalkübersättigung) zur anorganischen Ausfällung von Kalk führen. Das Sediment soll ungeschichtet und infolge rascher Sedimentation arm an eingeschlossenen Fossilien und organischer Substanz sein (MEISCHNER 1967, S. 467). Ein Teil der vorliegenden Gesteine kann auf diese Weise entstanden sein.

Strömungswülste (flute casts). Abb. 1. Nach PLESSMANN (1961, S. 514 ff.) sind längliche Gebilde an der Unterseite der Platten, die an einem Ende mehr oder weniger spitz beginnen, sich ziemlich rasch verbreitern und verdicken und am anderen Ende allmählich verflachen und verschmälern als Strömungswülste zu bezeichnen. Solche Gebilde wurden im Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680) in mehreren Lagen beobachtet. Die Ränder können unterschnitten sein, die Unterseite ist oft durch kleine Vertiefungen gegliedert. Die Länge variiert im cm- bis dm-Bereich, ebenso ist die größte Tiefe verschieden. Die Wülste hängen seitlich mit Lagen gröberen Materials zusammen. Diese können nach der Seite stark an Mächtigkeit abnehmen, sogar ganz auskeilen. Die Lage kann dann noch durch einzelne gröbere Körner bezeichnet sein. Das gröbste Korn findet sich an der dicksten Stelle des Wulstes, nach der Seite nimmt die Korngröße ab (laterale Gradierung). Im Bereich des Strömungswulstes liegt das gröbste Material häufig nicht an dessen Unterseite, sondern etwas darüber. In den hangenden Teilen läßt sich des öfteren eine vertikale Gradierung fest-

---

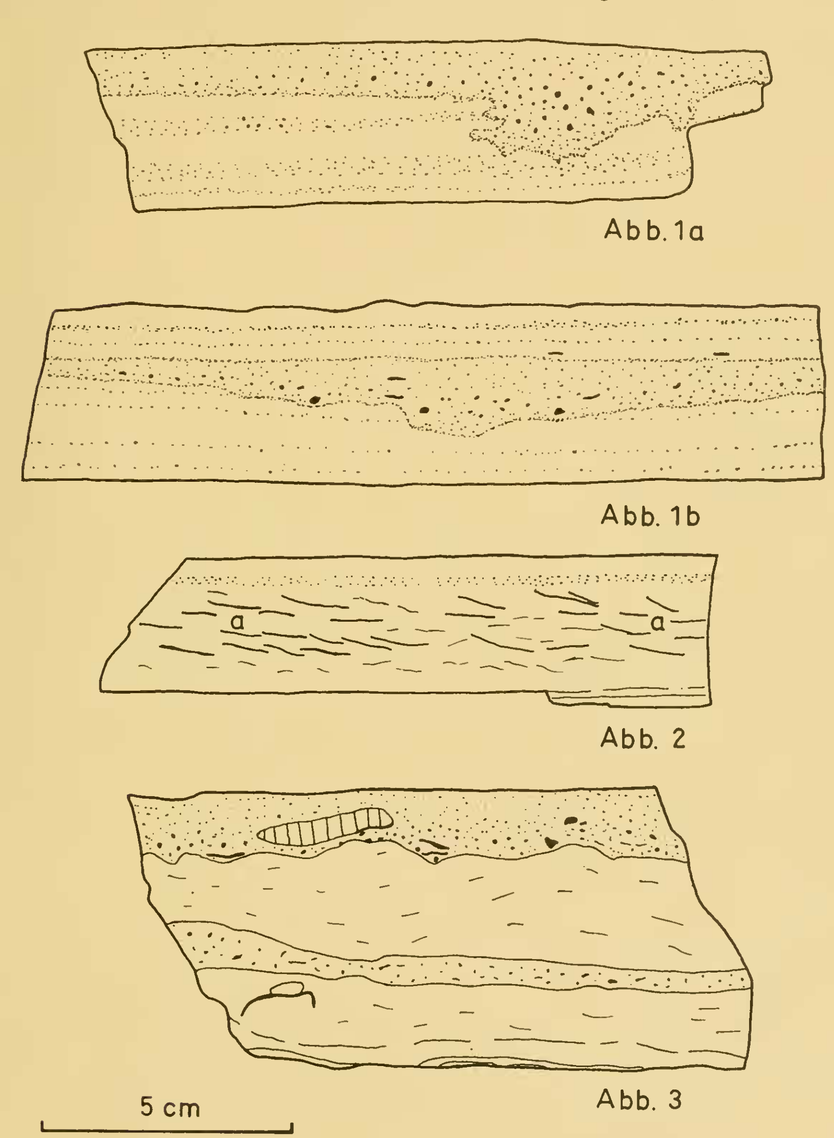
Abb. 1: Strömungswülste. a) Querschnitt. Der linke Rand der Vertiefung ist unterschnitten. Die gröbsten Partikel liegen im mittleren Teil des Strömungswulstes. b) Längsschnitt durch ein anderes Stück. Längliche Körper sind horizontal eingelagert. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 2: Strömungsrippeln. Über einer horizontal geschichteten folgen zwei schräg geschichtete Lagen, die durch ein schmales, dunkleres Band (a—a) getrennt sind. Darüber liegt eine feindetritische Schicht (punktiert). Steinbruch Kelheim-Hohenpfahl (r 91340 h 18480).

Abb. 3: Erosionsrippeln. Mikritische Lagen mit Detritus (Punkte) und feinen Tonschmitzen (dünne Striche) werden durch eine unregelmäßig wellige Oberfläche begrenzt, über der eine gradierte Schicht folgt (schraffiert: Intraklaste). Die wellige Oberfläche stellt eine Erosionsfläche dar. Schwarz: Fossilreste. Aufschluß Kelheimwinzer (r 93610 h 20260).

stellen. Schichten unter den Strömungswülsten fehlen in deren Bereich. Es handelt sich somit bei diesen Marken um Erosionsformen. Nach PLESSMANN (1961, S. 523) zeigen die spitzen und unvermittelt einsetzenden Enden stromaufwärts.

S t o ß m a r k e n (impact casts). Auf mehreren Platten aus verschiedenen Profilen sind längliche (bis etwa 2 cm lang und 1 cm breit), gelegentlich rundliche Vertiefungen zu beobachten. Eine Seite ist gewöhnlich stärker vertieft als die andere. Die Gruben können von einem Sedimentwulst umgeben sein, der an der



schmalen Seite, an der sich die tiefste Stelle befindet, besonders deutlich ist. Seine Höhe ist geringer als die Tiefe des Eindrucks. Im Vertikalschnitt machen sich die Vertiefungen durch Störung der Schichtung bemerkbar. Die betroffenen Lagen sind unterbrochen, die liegenden können etwas eingedellt sein, die hangenden zeichnen das entstandene Relief nach, das rasch zugefüllt wird. Wie Messungen ergaben, sind die Gruben in bestimmter Weise orientiert (Abb. 11). Solche gerichteten Marken können entstehen, wenn durch Suspensionsströme gröberes Material über einen noch verformbaren Untergrund transportiert wird und einzelne Partikel sich in diesen einschneiden. Sie werden als Stoßmarken bezeichnet. Der tiefste Teil liegt stromabwärts (PLESSMANN 1961, S. 509 ff.). Auf einer Platte aus einem Aufschluß W Herrnsaal (R 95 000 h 19 600) finden sich in einzelnen Gruben Reste von *Saccocoma*, die in diesem Fall die in den Untergrund einschneidenden Körner waren. Andere *Saccocoma*-Individuen liegen etwa parallel zu den Vertiefungen, was einen Zusammenhang zwischen der Entstehung der Eindrücke und der Einregelung der Saccocomen nahe legt.

Strömungsrippeln (Abb. 2). Auf dem Anschliff eines Handstücks aus dem Steinbruch Kelheim-Hohenpfahl (r 91 340 h 18 480) ist eine feine Lamellierung zu beobachten, die schräg zu den Plattenflächen verläuft. Sie wird durch dünne, helle Bänder gekennzeichnet. Diese setzen sich aus kleineren, häufig gebogenen, sich manchmal übergreifenden Einzelstücken zusammen. Es sind zwei schräggeschichtete Lagen zu erkennen, die durch eine schmale, dunklere, ungeschichtete getrennt sind. Darüber folgt mit geringem Abstand eine feindetritisch erscheinende Schicht, darunter eine horizontal feingeschichtete. Ähnliches beschreibt JANICKE (1967, S. 22 f.) von Pfalzpaint und führt die Entstehung auf Rippelschichtung zurück. Im Schliff gibt sich die Schrägschichtung durch geneigte, an gröberem Detritus reichere Lagen zu erkennen, zwischen denen Bereiche mit weniger und feinerem Detritus liegen. Die dunklere Zwischenschicht macht sich durch horizontal angereichertes, feineres klastisches Material bemerkbar. In der hangenden detritischen Lage sind Felder ohne oder mit feinem Detritus zu beobachten, die durch Ketten gröberen Materials umsäumt werden. Es besteht die Möglichkeit, daß auch hier Rippelschichtung vorliegt. Der Rippelabstand ist jedoch wesentlich geringer als in den tieferen Lagen.

Erosionsrippeln. Auf Platten von Kelheimwinzer (r 93 610 h 20260) sind breite, wenig tiefe, unregelmäßige, etwas gebogene Rinnen zu beobachten, zwischen denen ziemlich breite, flache Erhebungen stehen. Aus dem Vertikalschnitt ergibt sich, daß die Rinnen eingetieft und wieder ausgefüllt wurden. Sie lassen sich mit Formen vergleichen, die REINECK (1961, S. 57) als Erosionsrippeln bezeichnet. Sie werden auch von JANICKE (1967, S. 22 f.) von Pfalzpaint angeführt.

Ebenfalls dürfte die in Abb. 3 gezeigte Struktur aus dem gleichen Aufschluß (Kelheimwinzer) dazu gehören. Eine mikritische Lage wird nach oben durch eine unregelmäßig wellige Linie begrenzt, über der eine gradierte Schicht folgt. Wie aus dem Liegenden zu ersehen ist (Verbiegung einer Schichtung, die durch eingelagerte feine Tonschmitzen angedeutet wird), ist das Sediment gerutscht, wodurch

die wellige Oberfläche erzeugt worden sein konnte. Die angedeutete Schichtung läßt erkennen, daß zumindest die endgültige Form der Oberfläche nicht durch Sedimentgleitung hervorgerufen wurde. Möglicherweise hat der Suspensionsstrom, der die gradierte Schicht absetzte, ein als Folge der Rutschung vorhandenes Relief überarbeitet.

Aufarbeitung. Im Detritus finden sich immer wieder größere und kleinere Gesteinsbruchstücke verschiedener Form und verschiedenen Materials. Sie sind im allgemeinen etwas zugerundet, seltener eckig. Man kann häufig beobachten, daß Körner des umgebenden Sediments in die Gerölle hineingedrückt wurden. Das Gestein war, als es aufgearbeitet und wieder abgelagert wurde, noch verformbar. Die kantigen Gesteinsbrocken dagegen bestanden aus schon stärker verfestigtem Material, da sie keine Beeinflussung durch das umgebende Sediment zeigen.

In einer Gesteinsprobe aus dem Steinbruch SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) finden sich in einer Lage Schollen eines feinkörnigen, feingeschichteten Sediments angereichert (Abb. 4). Ähnliche Gesteine können im Liegenden und Hangenden auftreten. Die einzelnen Bruchstücke sind gegeneinander verstellt und häufig an den Enden ausgefranst. Partikel des umgebenden Sediments sind in die Schollen hineingedrückt. Die Schollenlage ist in eine gradierte Schicht, etwa in deren Mitte, eingeschaltet. Ähnliches beschreibt PLESSMANN (1961, S. 525 ff.) aus dem Flysch des Rojatals nördlich Ventimiglia. Schieferbrochen von z. T. erheblichem Ausmaß (bis 3 m lang) sind in gradierte Sandsteine eingelagert. Nach PLESSMANN sind die Gesteinsbrocken von weiter her transportiert worden. Eine Verfrachtung durch strömendes Wasser wird ausgeschlossen. Es ist wohl an Transport in Suspensionsströmen zu denken.

Gewöhnlich sind die Gesteinsbruchstücke ziemlich klein (Durchmesser 1—2 cm), doch finden sich auch größere Einschlüsse. Aus dem Steinbruch SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) stammt ein Handstück, das einen Brocken von 4 x 4 x 10 cm enthält (Abb. 5). Er ist etwas zugerundet und läßt eine deutliche Schichtung erkennen. Zahlreiche Körner des umgebenden Sediments sind in ihn hineingedrückt. Der Gesteinsbrocken liegt in einer gradierten Schicht, deren höhere Teile Anlagerungsgefüge zeigen. Das Gestein des Brockens unterscheidet sich etwas von den umgebenden Sedimenten. Da in der Nähe keine Aufarbeitung zu beobachten ist, ist anzunehmen, daß das Bruchstück aus größerer Entfernung hergebracht wurde. Das transportierende Medium dürfte der Suspensionsstrom gewesen sein, der die einschließende Lage absetzte.

Subaquatische Rutschungen. Diskordanzen, Verbiegung von Schichtpaketen, Runzelung von Plattenoberflächen und Sedimentzerreißung als Folge subaquatischer Rutschungen konnten in allen untersuchten Steinbrüchen und in verschiedenen Horizonten beobachtet werden. Ein Teil der dickeren Bänke verdankt seine Entstehung Sedimentbewegungen. Die Unstetigkeitsflächen, an denen sie hätten aufspalten können, wurden durch Gleitung verbogen, zerrissen und damit unwirksam gemacht. Reste der Schichtung sind gewöhnlich angedeutet.

Abb. 6 zeigt ein Beispiel für Sedimentzerreißung (Aufschluß Kelheimwinzer [r 93 610 h 20 260]). Die unteren, mikritischen Lagen sind gerutscht, wodurch unregelmäßige Taschen und Spalten im Sediment entstanden. Das Relief wurde etwas überprägt und mit detristischem Material verfüllt. Bemerkenswert ist eine gewisse Gradierung des Sediments in den Taschen und Spalten.

Runzelung von Plattenoberflächen finden sich in verschiedenen Horizonten, zwischen denen Schichten liegen, die keine Veränderung der Oberflächen zeigen. Die Runzeln weisen meist eine steile und eine flache Seite auf. Sie sind gewöhnlich in kleinere, mehr oder weniger bogenförmige Abschnitte aufgelöst. Sie halten nur über kurze Strecken aus und verblassen nach der Seite. Meist differieren die Richtungen der Runzeln nur um geringe Beträge. Des öfteren biegt eine Runzel allmählich in eine andere Richtung um, die einen spitzen Winkel mit der vorigen bildet. Gelegentlich überlagern sich verschiedene Systeme von Runzeln. In einigen Fällen handelt es sich wohl um Rippelmarken, die durch Rutschung überprägt wurden, in anderen müssen Rutschvorgänge etwas verschiedener Richtung angenommen werden. Die Richtung der Sedimentbewegung ist senkrecht zu den Runzeln, die steile Seite weist nach vorne. Auf einer Platte aus einem Aufschluß W Herrnsaal (r 95 000 h 19 600) war zu beobachten, daß eine *Saccocoma* an der steilen Seite der Runzel vom Sediment überrutscht wurde. Im Anschliff machen sich die Runzeln durch schwache Verbiegungen, leichte Knicke oder Verwerfungen der betroffenen Lagen bemerkbar. Es können alle drei Formen in einer Lage auftreten, übereinanderfolgende Schichten reagieren im allgemeinen verschieden (Abb. 10).

Synärese. Strukturen auf Plattenoberflächen, die als Folge der Synärese angesehen werden können (JANICKE 1967, S. 45 ff.), wurden in einigen Lagen in

---

Abb. 4: Aufarbeitung. a) Vertikalschnitt, b) Horizontalschnitt. In eine gradierte Lage (a—a) sind feingeschichtete, z. T. feindetritische, plattige Gesteinsbrocken eingelagert, die an den Rändern häufig ausgefranst sind. Schwarz: Fossilreste. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 5: Aufarbeitung. In eine gradierte Lage ist ein geschichteter Gesteinsbrocken (4×4×10 cm) eingelagert. Der höhere Teil des umgebenden Sediments zeigt Anlagerungsgefüge. Schwarz: Fossilreste. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 6: Sedimentzerreißung. Durch Rutschen der unteren Schichten bildeten sich Spalten und Taschen. Das entstandene Relief wurde durch gröberes Material gefüllt (schraffiert: Intraklaste; schwarz: Fossilreste). In den Spalten und Taschen ist eine gewisse Gradierung des Sediments zu beobachten. Am rechten Bildrand ist eine kleine Verwerfung zu erkennen. Im Vergleich zum Maßstab: × 0,8. Aufschluß Kelheimwinzer (r 93610 h 20680).

Abb. 7: Dachziegellagerung von Brachiopodenschalen. Es ist eine Strömung von links nach rechts anzunehmen. Schraffiert: Intraklast. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

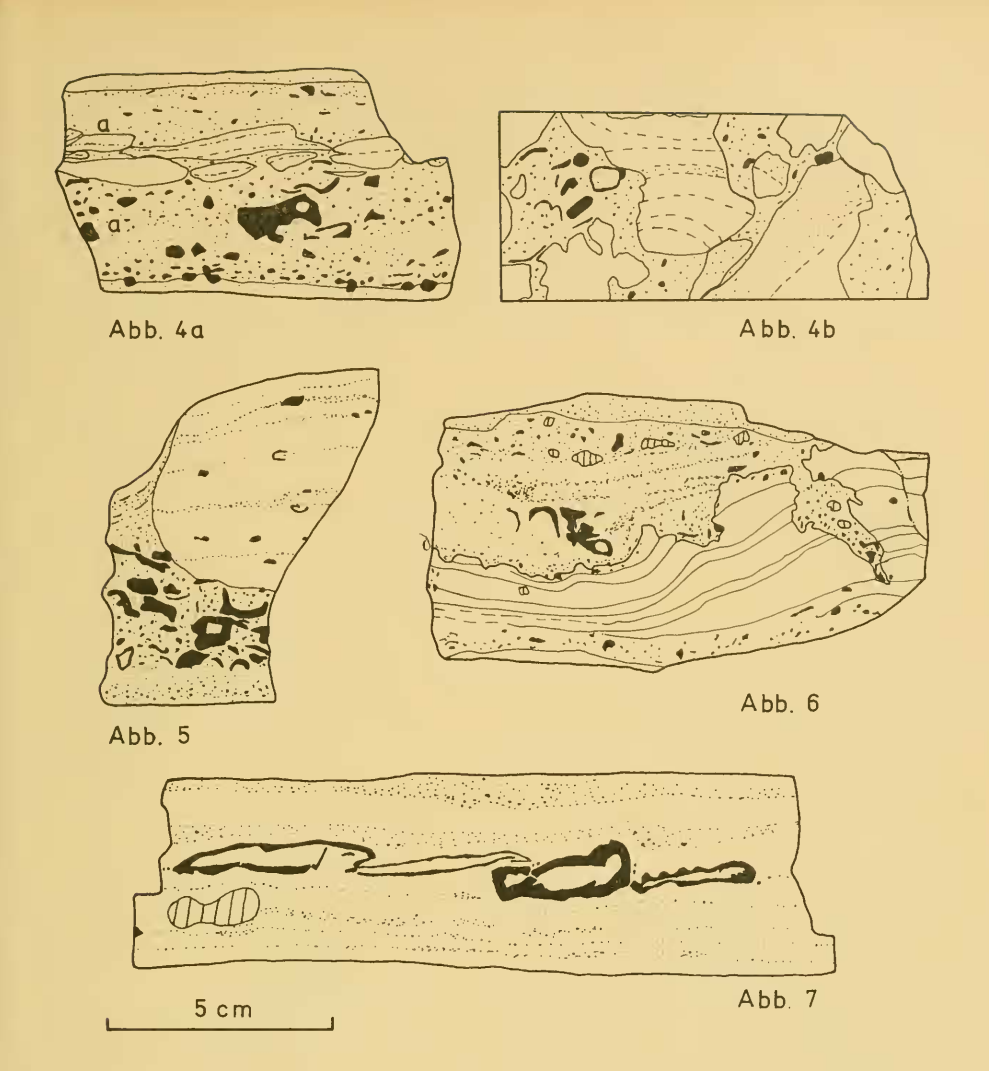


Abb. 4a

Abb. 4b

Abb. 5

Abb. 6

Abb. 7

einem Aufschluß W Herrnsaal (r 95 000 h 19 600) beobachtet. In einem Stapel von 7 Platten sind alle Oberflächen mit Wülsten verschiedener Stärke bedeckt, die ein polygonales Netz bilden. Die Maschenweite des Netzes auf einer Platte bleibt etwa gleich. Vom Liegenden zum Hangenden verringert sie sich in dem Stapel zweimal. In gleichem Sinn vermindert sich die Höhe und Breite der Wülste. Da die Synäreseerscheinungen durch zahlreiche Faktoren (aufschließbarer Kolloidgehalt, Elektrolytgehalt, die Menge des ausfallenden Materials, mechanische Auffüllung des Kolloids [JÜNGST 1934]) beeinflußt werden, läßt sich aus den vorliegenden Beobachtungen keine Deutung des Befundes geben. Im Anschliff weisen die gelblichen bis bräunlichen Platten unregelmäßige, hellere und dunklere Flecken auf, die wahrscheinlich auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sind. Das polygonale Muster

macht sich als unregelmäßige Wellung der Plattengrenzen bemerkbar. Im Schliff zeigt sich, daß die Platten aus Mikrit bestehen, in den feiner Detritus eingestreut ist. Der klastische Anteil weist Gradierung auf. Die obersten Partien der Platten enthalten keinen Detritus.

Fossileinbettung

Auftrieb: Im unteren Teil der westlichen Wand des Steinbruchs SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) stehen dünnbankige bis plattige, helle, poröse Kalksteine an. Sie bestehen aus Mikrit mit etwas Feindetritus, in den dünne Schichten von gröberem klastischem Material und Lagen mit großen Fossilresten, vor allem Schalen von Brachiopoden, seltener Pelecypoden, Ammoniten (Innenwindungen von Perisphinctiden) und Schwammreste eingeschaltet sind. Betrachtet man die Unterseite der Bänkchen oder Platten, in die Schalen eingelagert sind, so kann man häufig feststellen, daß sie unter denselben nach oben gebogen ist. Ist die eingebettete Schale nicht durch Sedimentsetzung zerbrochen, so ist die Oberseite der Lage ebenfalls aufgewölbt, im anderen Fall sind die überlagernden Schichten etwas eingedellt.

Ein Beispiel zeigt Abb. 8. Die Schichten wenig unter der Klappe sind am stärksten hochgezogen, gegen das Liegende zu nimmt die Aufbiegung ständig ab. Schicht a, Mikrit mit etwas Feindetritus, ist unter dem Fossil verdickt. Das Eindringen der Klappe in das Sediment zeigt, daß dieses noch weich war. Ähnliches wurde u. a. von ROTHPLETZ (1909), BARTHEL (1964), MAYR (1966), JANICKE (1967)

Abb. 8: Durch Auftrieb einer Klappe im Sediment wurden die liegenden Schichten hochgezogen. Ausgleichsbewegungen im noch plastischen Material führten zur Verdickung einzelner Lagen (a). Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

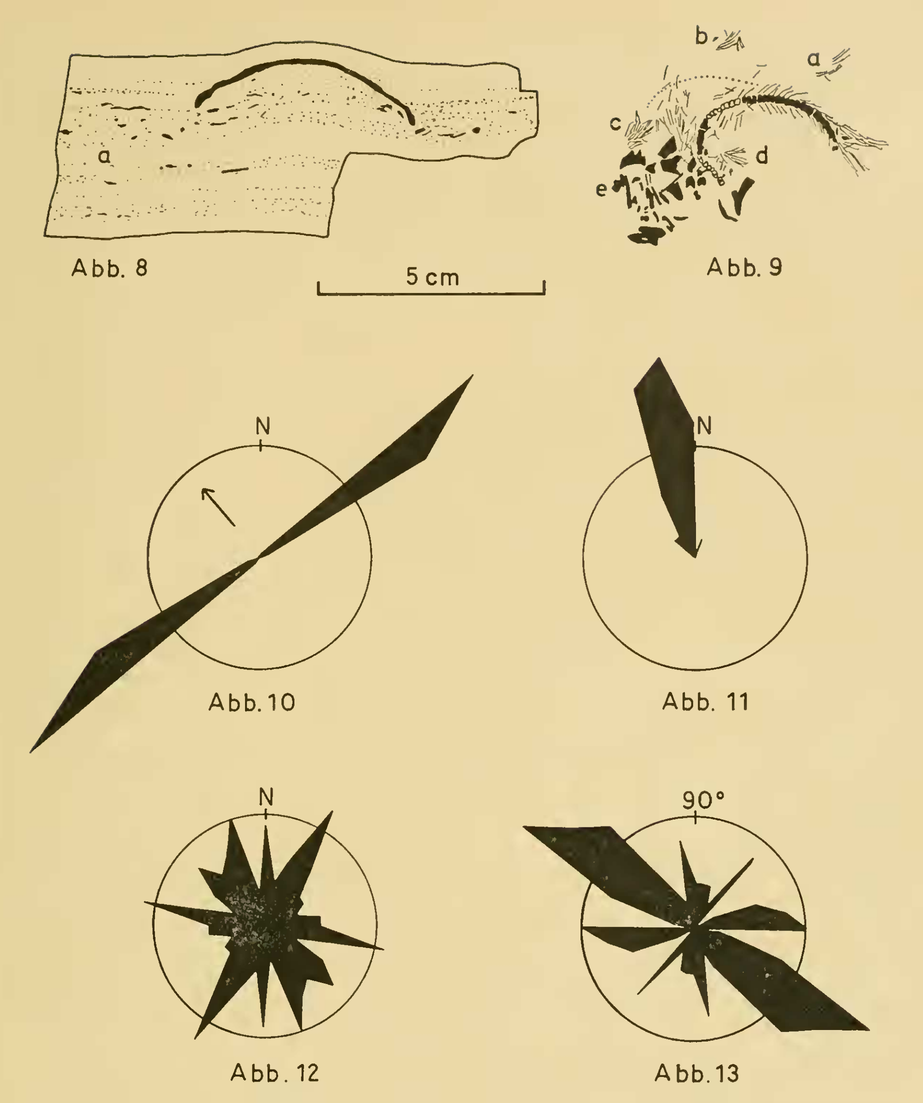
Abb. 9: Durch Strömung wurde das Fischchen mehrmals aus seiner Lage bewegt und einzelne Skeletteile verspült. a, b, c, d bezeichnen Flossenreste, e Schädelfragmente. Die punktierte Linie gibt einen undeutlichen Abdruck der Wirbelsäule wieder. Steinbruch SW Kapfelberg (r 98100 h 20680).

Abb. 10: Runzeln auf einer Plattenoberseite. Der Pfeil weist in Richtung der Sedimentbewegung. 44 Messungen, der Kreis umfaßt 10 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).

Abb. 11: Stoßmarken auf einer Plattenoberseite. Die Platte stammt aus der gleichen Lage wie die von Abb. 10. 29 Messungen, der Kreis umfaßt 5 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).

Abb. 12: Einregelung von Mikrofossilien. Plattenoberseite. Die Platte stammt aus der gleichen Lage wie die der Abb. 10 und 11. 112 Messungen, der Kreis umfaßt 10 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).

Abb. 13: Einregelung von Mikrofossilien. Plattenunterseite. Da die Platte nicht N-orientiert war, wurden die Messungen auf eine beliebige Richtung bezogen. 58 Messungen, der Kreis umfaßt 5 Messungen. Aufschluß W Herrnsaal (r 95000 h 19600).



beschrieben. Meist wird diese Erscheinung als eine Folge des Auftriebs erklärt, Mayr (1967, S. 36) nimmt aber vor allem Sockelbildung durch verstärkte Kalkfällung infolge von Fäulnisstoffen an. Auftrieb durch Fäulnisgase und Sockelbildung kommen nicht in Frage, da die Klappe sicher keine bedeutende Menge an organischer Substanz mehr enthielt. Man kann mit Barthel (1964, S. 57) annehmen, daß bei der Entwässerung des Sediments das Wasser unter der Klappe nicht oder weniger rasch entweichen konnte. Der sich ergebende Unterschied der spezifischen Gewichte führte zum Auftrieb. Durch Ausgleichsbewegungen kam es zur Verdikkung der Lage a unter der Klappe.

D a c h z i e g e l l a g e r u n g. In einem Handstück aus dem Steinbruch SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680) sind in einer Lage Brachiopodenschalen angereichert, die dachziegelartig übereinanderliegen. Aus dem Vertikalschliff, der in Abb. 7 wiedergegeben ist, kann man auf eine Strömung von links nach rechts schließen. Ein Schnitt 3 cm in der Horizontalen entfernt, ergibt ein ähnliches Bild. Die Schalen liegen nicht so dicht, ihre Anordnung ergibt eine Strömung entgegengesetzt zu der in Abb. 7 zu fordernden. Die Dachziegellagerung ist nicht auf Strömung zurückzuführen. Es handelt sich um eine zufällige Lagerungsform, die beim Absetzen der Schalen entstand.

E i n r e g e l u n g von F o s s i l i e n. Auf einer Plattenunterseite wurden zahlreiche Fossilreste beobachtet. Solche mit einer bevorzugten Längsachse wie Skelettelemente von Fischen, Seeigelstacheln, Ophiurenreste, Teile von *Saccocoma,* Schwammnadeln und Foraminiferen wurden eingemessen und in Abb. 13 dargestellt. Es ergibt sich eine deutliche Einregelung der Fossilien. Da die Platte nicht N-orientiert war, wurden die Messungen auf eine beliebige Richtung bezogen. Eine weitere Platte (Aufschluß W Herrnsaal [r 95 000 h 19 600]) wurde mit verdünnter Essigsäure angeätzt um Mikrofossilien freizulegen. Die Auswertung ist in Abb. 12 dargestellt. Die Einregelung ist nicht so deutlich wie in Abb. 13, doch sind die Fossilien nicht regellos eingebettet. Gradierung und Stoßmarken in der Lage, aus der die zweite Platte stammt, weisen auf Ablagerung aus Suspensionsströmen hin. Es ist anzunehmen, daß die Einregelung der Fossilien durch Suspensionsströme erfolgte.

Der F i s c h r e s t in Abb. 9 stammt aus Plattenkalken des Steinbruchs SW Kapfelberg (r 98 100 h 20 680). a, b, c, d bezeichnen die Lage von Flossen bzw. Reste davon, e Reste des Schädels. Die punktierte Linie gibt einen undeutlichen Abdruck der Wirbelsäule wieder. Es können zwei Lagen des Fischchens vor seiner endgültigen Einbettung rekonstruiert werden. Zunächst lag der Körper in Richtung a—b. Er wurde hochgehoben, wobei die Flossenreste a und b am Sediment kleben blieben. Die neue Lage wird durch die punktierte Linie gekennzeichnet. Hier zerfiel der Schädel, dessen einzelne Teile etwas verspült wurden. Zum Schluß wurde der vordere Teil der Wirbelsäule, von dem der Schädel losgelöst war erneut angehoben und hakenförmig gebogen, während der hintere Teil durch die Schwanzflosse, die am Sediment klebte, festgehalten wurde. Es wurden weitere Skelettelemente des Fischchens verspült. Die mehrfache, geringfügige Verlagerung des Körpers in einer Richtung läßt auf eine länger anhaltende, schwache Strömung schließen.

Vergleich mit anderen Vorkommen

Durch die große Menge an klastischem Material unterscheiden sich die untertithonischen Gesteine von Kelheim wesentlich von denen des Gebiets Solnhofen-Eichstätt. Schutt- und Schillkalke werden dort vor allem aus den untersten Schichten, den Röglinger Bankkalken (Weißjura Zeta 1) erwähnt, während sie in den Schichten von Kelheim in den Weißjura Zeta 2, möglicherweise auch höher reichen. Gegen das Hangende nimmt der detritische Anteil im allgemeinen sehr rasch ab oder fehlt ganz. In Vorkommen südlich des Gebiets Solnhofen-Eichstätt sind Schuttkalke auch in den Unteren Solnhofener „Schiefer" (Weißjura Zeta 2a) häufiger: Bezirk Rögling-Warching (Fesefeldt 1962), Rieder Wanne (Zeiss 1964). Es handelt sich dabei um randliche Gebiete, die Beziehungen zu Riffen aufweisen können.

Große Ähnlichkeit besteht mit den Plattenkalken von Nusplingen (Württ.). Auch dort finden sich Gradierung, Detritus in verschiedener Korngröße und Häufigkeit, Strömungswülste, Wechsel von Bank- und Plattenkalken, von grob- und feinkörnigen Gesteinen, Rhythmite und Rippelmarken. Subaquatische Rutschungen und ihre Folgeerscheinungen scheinen jedoch häufiger zu sein als im Vorkommen von Kelheim. Auch waren die Lebensbedingungen möglicherweise, wenigstens zeitweise, etwas besser. Die Unterschiede sind nicht bedeutend. Sie sind auf verschiedenes Relief der Ablagerungsräume und deren unterschiedliche Beziehung zur Umgebung zurückzuführen. Es kann angenommen werden, daß beide Vorkommen unter sehr ähnlichen Bedingungen entstanden.

Schlußfolgerungen

Die starke Beteiligung von organogenem Detritus am Aufbau der Gesteine läßt auf reiches Leben in bewegtem Wasser, die Fossilien auf eine Lebensgemeinschaft in Riff-artigem Milieu schließen. Der Ablagerungsraum entspricht nicht dem Lebensraum der Organismen und dem Entstehungsort des klastischen Materials. Dieses wurde, wie aus den Sedimentstrukturen abzuleiten ist, durch Suspensionsströme in das Sedimentationsbecken verfrachtet. Da Hinweise auf Infauna und makroskopisches Benthos nicht beobachtet wurden, muß mit ungünstigen Lebensbedingungen, wenigstens zeitweise, gerechnet werden.

Ein Modell, mit dem die Entstehung der Schichtfazies des Untertithon von Kelheim gedeutet werden kann, gab Meischner (1964). Er bezeichnet klastische Kalke im Wechsel mit feinkörnigen Gesteinen als „allodapische Kalke". Der Detritus wird durch Suspensionsströme episodisch in Stillwasserbecken transportiert, denen Riffe benachbart sind. Es lassen sich so der Wechsel von grob- und feinkörnigen Gesteinen, Gradierung, Strömungswülste, Stoßmarken erklären, ebenso das Fehlen von Infauna und Benthos. Die Plattenkalke von Nusplingen (Württ.) werden von Meischner (1964, S. 184 f.) als allodapische Kalke bezeichnet.

Anzeichen für Trockenfallen wurden nicht beobachtet. Die Sedimente dürften unter ständiger Wasserbedeckung entstanden sein, was bei dem zu fordernden Ablagerungsmechanismus zu erwarten ist.

BARTHEL, K. W.: Zur Entstehung der Solnhofener Plattenkalke (unteres Untertithon). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 4, S. 37—69, Taf. 8—11, 1 Abb., München 1964

FESEFELDT, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., 46, 80 S., 1 Taf., 1 geol. Karte, 30 Abb., Erlangen 1962

GWINNER, M. P.: Geologie des Weißen Jura der Albhochfläche (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 115, S. 137—221, Taf. 10—13, 22 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962

JANICKE, V.: Fossil-Sediment-Strukturen in untertithonischen Plattenkalken der südlichen Frankenalb. — Unveröffentl. Diss., 116 S., 15 Taf., 24 Abb., München 1967

JÜNGST, H.: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. — Geol. Rdsch., 25, S. 312—325, Taf. 7, 6 Abb., Berlin 1934

MAYR, F. X.: Zur Frage des „Auftriebes“ und der Einbettung bei Fossilien der Solnhofener Schichten. — Geol. Bl. NO-Bayern, 16, S. 102—107, 2 Abb., Erlangen 1966

MAYR, F. X.: Paläobiologie und Stratinomie der Plattenkalke der Altmühlalb. — Erlanger geol. Abh., 67, 40 S., 16 Taf., 8 Abb., Erlangen 1967

MEISCHNER, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. — In: BOUMA, A. H. & BROUWER, A.: Turbidites. — Developments in Sedimentology, 3, S. 156—191, Taf. 1—3, 5 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1964

MEISCHNER, D.: Paläökologische Untersuchungen an gebankten Kalken. Ein Diskussionsbeitrag. — Geol. Fören. Stockholm Förh., 89, S. 465—468, 1 Abb., Stockholm 1967

PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. Untersuchungsergebnisse im Oberharzer Kulm und im westalpinen Flyschbecken von San Remo. — Geol. Jb., 78, S. 503—566, 41 Abb., Hannover 1961

REINECK, H.-E.: Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt. — Senck. leth., 42, S. 51 bis 67, 3 Taf., 5 Abb., Frankfurt a. M. 1961

ROTHPLETZ, A.: Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. — Abh. Kgl. Bayer. Akad. Wiss., 2. Kl., 24, S. 313—337, Taf. 1—2, 3 Abb., München 1909

RUTTE, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7037 Kelheim. — 243 S., 25 Abb., 3 Beil., München (Bayer. geol. Landesamt) 1962

TEMMLER, H.: Über die Schiefer- und Plattenkalke des Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Arb. geol.-paläont. Inst. TH Stuttgart, N. F., 43, 106 S., 24 Taf., 18 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1964

ZEISS, A.: Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., 55, 43 S., 1 Taf., 1 geol. Karte, 6 Abb., Erlangen 1964